

台風通過時の海上風の乱流特性

著者	内藤 玄一
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	35
ページ	315-333
発行年	1985-11
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00000933

551.55/.465.7/.466.3/.515.2 (265.5)

台風通過時の海上風の乱流特性

内 藤 玄 一*

国立防災科学技術センター平塚支所

Turbulent Characteristics of Ocean Winds During Typhoon Passages

By

Gen'ichi Naito

Hiratsuka Branch, National Research Center

for Disaster Prevention, 9—2 Nijigahama, Hiratsuka 254, Japan

Abstract

Characteristics of atmospheric fluctuations have been investigated concerning two typhoons which passed around the Japan Islands. The wind observation was made on the off-shore tower in Sagami Bay, and the waves were also simultaneously observed.

Features of the ocean surface wind are considered to be that behaviours of the large scale disturbance are added to ordinary turbulent characteristics of the atmospheric boundary layer under high winds. Furthermore, when the high waves interfere with the air flow of the surface layer, it should be also taken account of these interference.

Under the condition of typhoons, the mean wind direction and speed vary more abruptly, and the abnormally larger gust factor is often shown. In addition, the turbulent intensities are very large. The surface drag coefficient is also large, and depends strongly on the mean wind speed.

Spectra of the wind vectors and of the vertical momentum flux are analyzed under strong winds, and those behaviours are discussed in the frequency field. The wave spectrum under the storm is shown.

*沿岸防災第2研究室

1. はじめに

海洋上の強風の性質は、すでに知られている大気境界層の構造に関する知識では必ずしも良く説明できない点が多い。地表面近くの風速は境界面の粗度によって生じる大気乱流の特性の上に、接地境界層を越えるスケールをもつ大気擾乱のふるまいが重なった特徴を持つと考えられる。後者は台風や通常の低気圧、中小規模の擾乱など種々の形があり、地表面に及ぼす風速変動の空間的・時間的スケールが異なる。また測定された風ベクトルから重なり合った多くの擾乱を完全に分離して解析し、各々のふるまいを表現するのは不可能であり、接地境界層の特性も大きなスケールの気流のふるまいに大きく影響される。

今回の目的は観測点に接近した台風による海上風の乱流特性を調べ、台風時以外の気流の特性と比較検討することである。さらに長時間吹送時の風速変動の特徴をも明らかにする。

台風通過時の海上風の観測は、相模湾にある観測塔で行われた。塔は平塚海岸より約 1 km 沖合にあり、水深 21 m の海底に固定されている。相模湾は東西方向に約 50 km の大きさを持ち、南方へ向って開いている。従って南寄りの風に対して無限吹送距離をもつことができる。

観測塔は水面上約 19 m の高さであって、気象観測のための各種の測器が取り付けられている。風速測定は 3 次元超音波風速計とエーロベーン風速計によって行った。前者は平均海面より 685 cm の位置に、後者は 21 m の位置に設置されている(図 1)。観測塔自体はかなり大きいため、下方に取り付けられた超音波風速計による測定は風向によって限定される。即ち塔による気流の擾乱がデータとして採取されないようにするため、向い風方向の場合のみを観測しなければならない。今回は南寄りの風のみを予期した位置に受感部を設置した。

海面上の気流の特性は波浪によって支配される。従って大気境界層の構造を知るためには

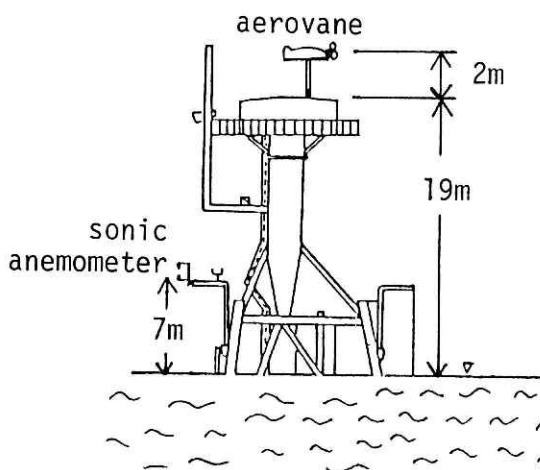


図 1 風速計配置図

Fig. 1 Schematic diagram showing the spacing of anemometers.

風速変動の測定と同時に波高の測定も重要な課題となる。今回波高は容量型破高計によって測定した。この受感部は水面の変動に対して迅速に応答する。

超音波風速計による3次元風速変動成分及び波高のデータは塔内においてデジタル化され、オンラインで陸上のデータ処理システムに送られた後に統計的処理が行われる。他の記録はアナログ記録計で収録される。

風速変動などのデータは0.06 secで読みとり、原則的には10分間または30分間を単位として各種の乱流総計量を計算した。また乱渦のふるまいを調べるためのスペクトル解析はFFT法を用いた。

強風時の観測に際しては、波浪の飛沫が受感部に付着したり、高波によって受感部が破壊される等の事態がたびたび発生する。従って長時間連続して測定することに対しては困難が多く、気流の長時間にわたる変動特性を調べられるケースは稀である。

2. 台風の経路と海上風

今回解析の対象とした台風は、8305号と8410号である。どちらも観測点である平塚の北方を通過した。そのため観測塔では強い南風（海風）を観測することができた。各々の台風の経路及び測定された海上風、波高等の特徴を以下に示す。

(1) 台風8305号

この台風は1983年8月5日にマリアナ諸島近海で発生し、一時中心気圧が900 mb以下になるまで発達した強い大型台風であった。日本近海へ接近してからの経路は図2(a)で示される。日本列島の南岸へ近づくに従って中心の勢力は衰えたが、大型のまま17日午後浜松市付

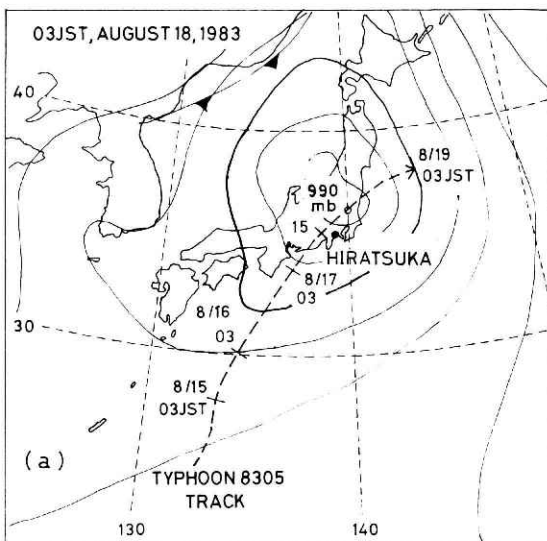


図2 台風の進路、(a)台風8305号。

Fig. 2 Track of the typhoon: (a) Typhoon 8305.

近に上陸した。台風の進行速度は遅く、その後関東地方北部を通ってから三陸沖へ出て衰弱した。図には 18 日 3 時の気圧配置を示してあり、これより 24 時間前の中心気圧は 970 mb であった。

図 3 に 10 分間平均風向 $W \cdot D$ と風速 \bar{U} の推移を示す。同図には同時に 10 分間の最大波高 ξ_{\max} も示した。波高は容量型波高計で測定した表面水位の変化から求めた。17 日 0 時からの記録で、平均海面からの高度が約 7 m の位置にある超音波風速計によって測定した。風速は 2 時頃より次第に強くなり、3 時ごろより風向が南東へ変わるに従って 10 m/s を越える強風となった。この台風は南方海域で非常に強い勢力をもち、相模湾に直線的に近づいたために稀に見る高波を記録した。図で見られるように強風が吹き始める以前にすでに 4 m 前後の最大波高を記録している。時間の経過とともに高波は増々大きくなり、5 時 30 分頃風速計受感部を破壊した。従って、それ以降の海面近くの風速変動は測定されていない。この高波は大きなうねりに風浪が重なったものである。そしてかなり長い周期をもつ波動（ビート）が現れている。5 時の 10 分間平均風速は 1,449 cm/s で、以降さらに風速が強まったが上記の理由により定量的には不明である。

(2) 台風 8410 号

1984 年は日本列島へ上陸した台風は 1 個もなく、特異な年であった。台風 8410 号は日本へ最も接近した台風で、中型ながら南寄りの強風を長時間もたらした。この台風は 16 日南大東島近海で発生し、日本へ接近してから対馬海峡を通過した。日本海中央を通った後、22 日 21 時ごろ温帯低気圧に変わった(図 2 (b))。台風が日本海へ入る前、朝鮮半島南部における中心気圧は 965 mb であった。

台風は列島の北側を通るコースをとったため、平塚ではかなり早くから南寄りの風向を示

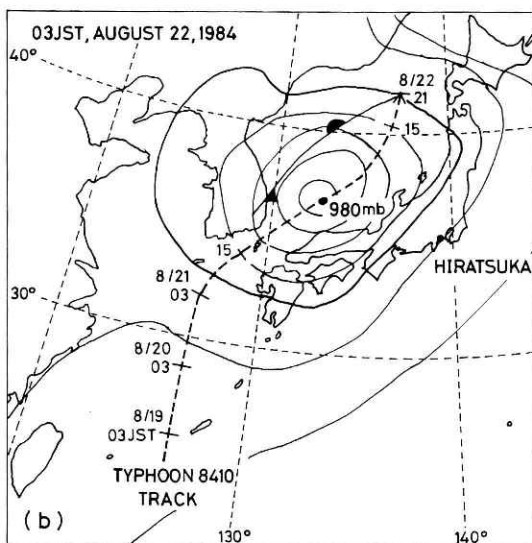


図 2 台風の進路、(b)台風 8410 号。

Fig 2 Track of the typhoon: (b) Typhoon 8410.

し、風向の大幅な変化はなかった。図4に台風接近時の10分間平均の風向風速を示す。図から分かるように、台風が対馬海峡を通るころより平塚沖での風速が強まった。風向は24時間以上にわたってほぼ真南であるが、短い周期でかなり大きく変動している。また風向の変動に対応して、風速も急激な変動をくり返す。発達した温帯低気圧が日本海を通過するとき、この台風と良く似たコースをとる。この場合にも長時間にわたって強風が吹くけれども、風向風速の短周期変動はほとんどみられない(内藤, 1984)。台風に伴う大気擾乱は、温帯低気圧に伴う擾乱と性質が異なっていると考えられる。台風が最も接近した8月22日の2時から9時までの風速の変動が最も激しい。10分間平均の最大風速は6時に記録し、 $\bar{U}=1,426 \text{ cm/s}$ であった。この時の突風率は $G=2.4$ であって、瞬間最大風速は $3,434 \text{ cm/s}$ である。また

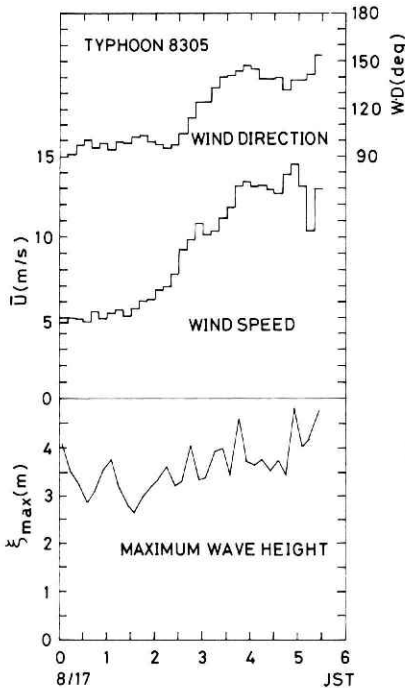
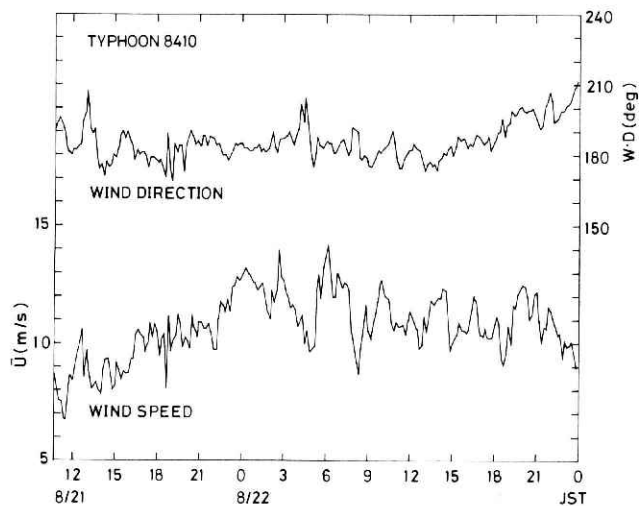


図3 台風8305号時における10分間の平均風向、平均風速及び最大波高の時間変化。

Fig. 3 History of mean wind direction and speed, and maximum wave height during 10 min in Typhoon 8305.

図4 台風8410号時における平均風向と平均風速の時間変化。

Fig. 4 History of mean wind direction and speed in Typhoon 8410.



台風を中心は測定点である平塚より約 460 km の海上を進行していた。

波高は台風が相模湾をめざして北上するコースをとらなかったため、南風によってひきおこされる風浪のみであってうねりはなかった。従って、10 分間の最大波高の推移は 130 cm から 220 cm の間で変化する状態を示し、あまり大きくなかった。

3. 大気乱流の統計的性質

地表面に近い気流の乱流特性は、表面の粗度に支配される。しかし接地境界層の構造も長い周期の変動を無視することができない。前述したように、接地境界層の厚さよりも非常に大きなスケールの大気擾乱が地表面の乱渦のふるまいに大きな影響を与えると考えられる。そのため台風による大気擾乱は境界層の乱流に特異な性質を付加する可能性がある。

(1) 突 風 率

瞬間最大風速の平均風速に対する比を表わす突風率は構造物の耐風設計上重要な統計量である。また瞬間値を用いるため乱流統計の確率分布からは必ずしも予測されない。

海上風の突風率 G は内陸の風に比べると小さい。また波浪の大きさによって海面粗度が異なるから、 G も波浪の発達とともに変化する。一方突風率は風速計の応答性によって異なり、エーロペーン型では距離定数が約 8 m なので強風時でも約 0.5 sec よりも速い風速変動には追従しない。超音波風速計は高速の変動までとらえることができるが、今回は 0.06 sec を読みとり時間とした。従ってエーロペーンで記録されたデータによる突風率よりも、今回の突風率が大きく算出される場合がある。

図 5 に平均風速 \bar{U} に対する 10 分間の突風率 G を示す。各々の台風によって記号を分けて示した。通常風浪にのみ覆われた海洋上では G は小さく、 \bar{U} と共に少し大きくなる。中程度の風速に対する平均的な値は $G=1.33$ であることが以前の観測から報告されている(内藤, 1984)。図の下方の一群の測定値はこの値に対応し、よい一致を示している。しかし台風による擾乱は海面粗度で予想出来ない突風が現れる。今回の観測ではこの突風は $G=2.8$ 近傍の値をもち、最大値は $G=3.0$ であった。この気流は海面近くの強制対流とは本質的に異なる。

台風 8305 号時の突風率は高波時の特徴をもち、風浪のみの海面より大きい値をとる。高波によって誘起される気流擾乱が風速変動の大きな部分を占めていることが分かる。図示した値の測定期間中の瞬間最大風速はほぼ一定であって 24.5~25.0 m/s であった。従って平均風速 \bar{U} が大きくなるとともに G の値が小さくなる傾向をもっている。

(2) 乱 流 強 度

風速変動 (u, v, w) の標準偏差を ($\sigma_u, \sigma_v, \sigma_w$) とする乱流強度は ($\sigma_u/\bar{U}, \sigma_v/\bar{U}, \sigma_w/\bar{U}$) と表される。図 6 は 30 分間の乱流強度を平均風速に対して示したものである。台風 8410 号の測定値は、台風の中心が接近した 22 日 10 時以前 (A 群) とそれ以降の温帯低気圧に変質し

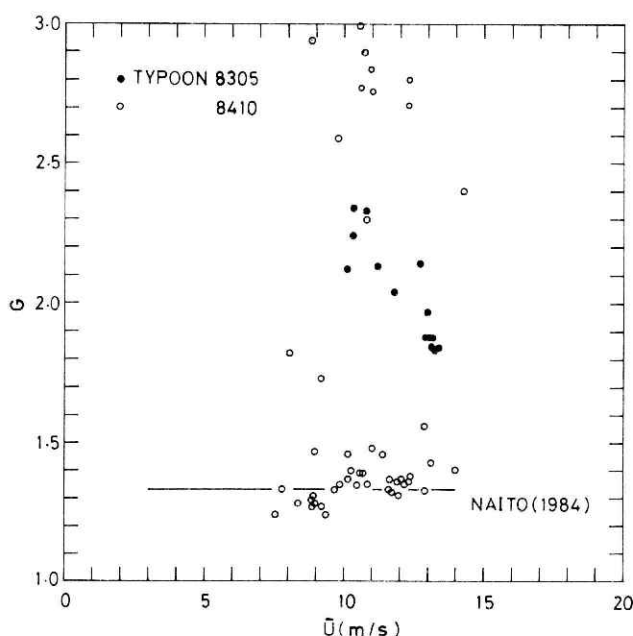


図5 平均風速に対する突風率.

Fig. 5 Gust factor against mean wind speed.

ていく後半（B群）とに分けて示してある。また図中の曲線はこれまでに観測された乱流強度を近似したものである（Naito, 1983）。台風8305号の測定値は少ないため通常の海上風との比較は充分できないが、 w 成分については接地境界層の乱渦の特徴は全くないことが分かる。即ち波浪によって誘起された気流の乱れが w 成分の特性を決定している。今回の u 成分の測定値は明らかに以前の測定値より大きい。これは図5でも明らかなように、台風の気流には非常に大きなガストが含まれるからである。台風の接近時の前後における差異は小さいが、後半の方が気流の擾乱が少し小さくなっていることが分かる。平均的な強度は、 $\bar{U}=11\text{ m/s}$ のとき、

$$\sigma_u/\bar{U}=0.122, \sigma_v/\bar{U}=0.096, \sigma_w/\bar{U}=0.053$$

である。図中の曲線から台風時以外の海上風では同一の平均風速の下で、 $\sigma_u/\bar{U}=0.10$ の値をとる。 u 成分に台風の特徴が見出されるのは、接地境界層のスケールを越える擾乱が乱流強度に大きく寄与していることを示すものである。

(3) 乱流の3次及び4次モーメント

風速変動の不規則性を調べるために3次及び4次モーメントであるスキューネス及びクルトシスを計算した。図7に平均風速に対する風速3成分のスキューネス S_u , S_v , S_w とクルト

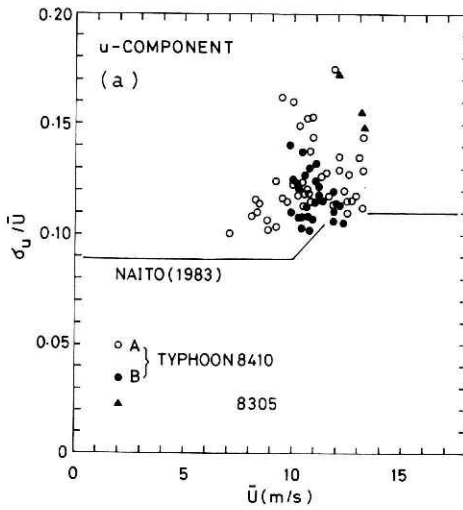


図 6.1 風速変動の乱流強度, (a) u 成分. 実線は Naito (1983) による.

Fig. 6.1 Turbulent intensity of wind fluctuations: (a) u component. Solid line is from Naito (1983).

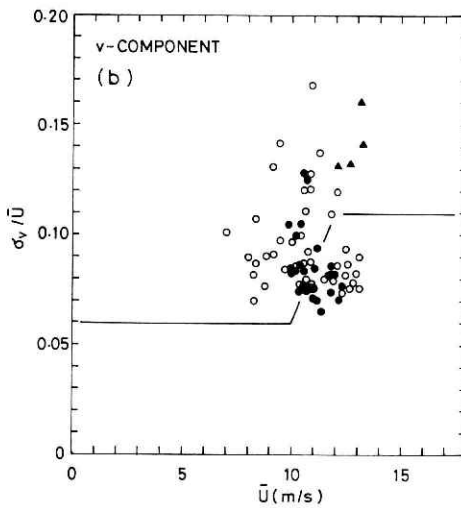


図 6.2 図 6.1 に同じ, 但し v 成分に対するもの.

Fig. 6.2 Same as Fig. 6.1 except for (b) v component.

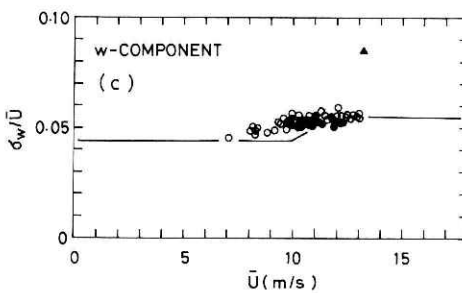


図 6.3 図 6.1 に同じ, 但し w 成分に対するもの.

Fig. 6.3 Same as Fig. 6.1 except for (c) w component.

シス K_u , K_v , K_w を示す. 各々の成分がガウス分布をする場合, スキューネスは 0, クルトシスは 3 の値をとる. 図より 3 次モーメントに関しては w 成分のみが正の方へ偏っている事が分る. しかしこの S_w も風速の増加とともに 0 に近づく傾向をもっている. 4 次モーメントに関しては平均的に K_u は 3 よりも小さく, K_w は 3 よりも大きな値をとり, 風速が増加しても変わらない. ばらつきはかなり大きい, $K_u=2.75$, $K_w=3.65$ の値が求められる.

風速変動のガウス分布からのずれは, 境界面である地表面からの高度によって決定され, 地表面から離れるに従ってガウス分布に近くなる. しかし Maitani (1979) によると地表面の粗度で無次元化した高度に対する 3 次及び 4 次モーメントは興味ある特性を示している. 無次元高度が低い植物群落上の気流では, S_u は大きな正の値をとり, S_w は海面上の気流と異って負の値をとる. また K_u は植物群落上では 3 よりも大きな値をとるが, 海面上では上記で示したように 3 よりも小さい. K_w は両方の気流とも 3 よりもかなり大きな値を示す.

海洋上の気流は内陸の気流と比べるとガウス分布に近いと言えるが, 海上風特有の性質を持っていると言えよう. なお図 7 には突風が激しい時のデータは示されていない. この条件下ではスキューネスとクルトシスは図示しえない程異常な値を持ち, これらは図 5 で示された突風率 $G=3.0$ 近傍の値をとる気流に対応するものである.

(4) 摩擦速度と海面の抵抗係数

大気擾乱の運動量が海表面へ輸送されるとき, そのフラックスのスケールは次式で定義される摩擦速度 u_* で表される.

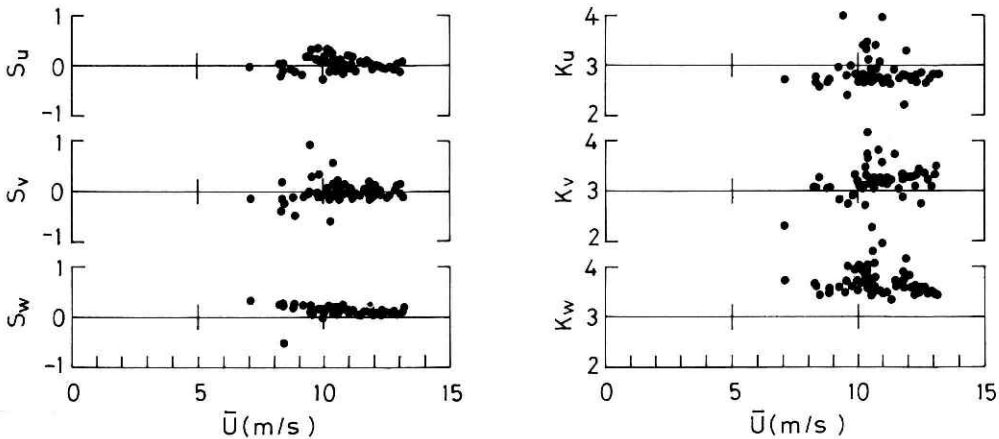


図 7 平均風速に対する風速のスキューネス (左) とクルトシス (右).

Fig. 7 Skewness (left) and kurtosis (right) of wind velocity against mean wind speed.

$$u_* = \sqrt{-uw}$$

海面に近い大気境界層では u_* は高度に対して一定である。即ち、大気乱流の運動量の鉛直方向への輸送には損失がないと考える。また大気の安定度は強風時には中立状態と考えてよく、平均風速 \bar{U} の鉛直分布は u_* を用いて、

$$\bar{U} = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}, \quad \kappa = 0.39$$

と表すことができる。 z は平均海面からの高度、 z_0 は空気力学的粗度である。 z_0 は風浪の発達と共に多少大きくなるが、陸地面の粗度と比べると非常に小さい。

気流のせん断応力による海面の抵抗係数 C_D は

$$C_D = (u_* / \bar{U})^2$$

で与えられる。従って風浪による海面の粗度 z_0 は

$$z_0 = z \exp\left(-\frac{\kappa}{\sqrt{C_D}}\right)$$

と表現され、高度 z における抵抗係数 C_D が求められれば z_0 を導出できる。通常高度 10 m における C_D が報告されていて、風浪のみによって覆われた海洋上では上式より z_0 は 0.1 mm 程度の値をとる。しかし台風等の暴風時の粗度は観測が困難であり、測定の例をみない。

図 8 は 30 分間の C_D を平均風速 \bar{U} に対して示したものである。台風 8305 号時の風速変動は、突風率の節で説明した様に波浪によって強い干渉をうけている。従って u と w の成分の

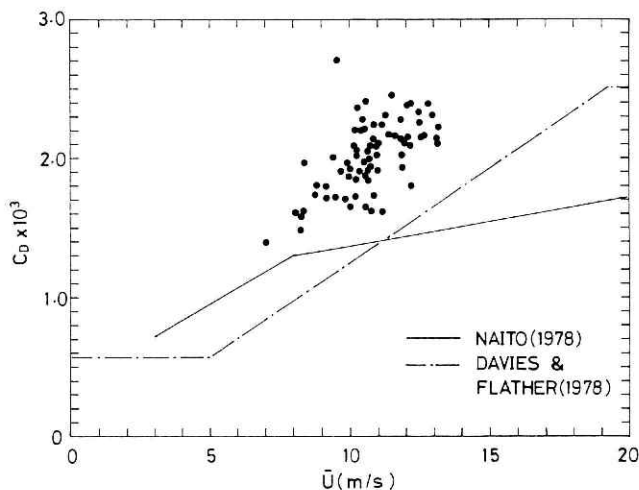


図 8 高度 685 cm での平均風速の関数として表わした海面抵抗係数。

Fig. 8 Surface drag coefficient as a function of mean wind speed at 685cm high.

分散は非常に大きな正の値をもつ。換言すれば海面へ下向きに輸送される大気の運動量を求めるためには、風速計は相対的に海面に接近しすぎた高度になってしまったと言える。この例においては結果として、 C_D は求められなかった。

図中に以前の観測から得られた平均的な C_D の風速依存性を曲線で示す (Naito, 1978)。同時に Davies と Flather (1978) が海洋上の地衡風から表面風を導出するために提案した抵抗係数も示す。台風 8410 号の C_D はいずれの曲線よりも大きい。さらに以前の測定値と異なることは、風速の増加と共にかなり増大する傾向をもつことである。この特性は Davies らの C_D の風速依存性と似ている。

図より平均的な C_D は次の式で表される。

$$C_D = 0.00019 \bar{U}, \quad \text{for } 7 < \bar{U} < 14 \text{ m/s}$$

但し、 \bar{U} は m/s の単位で与える。上式より $\bar{U} = 12 \text{ m/s}$ のとき $C_D = 2.28 \times 10^{-3}$ となる。同風速に対する以前の観測から $C_D = 1.14 \times 10^{-3}$ が得られ、今回の測定値は約 60% も大きい。この特徴は乱流強度において u 成分に対する値が以前の測定値よりも大きい事と対応する。今回の観測での摩擦速度及び海面の粗度は同じ条件下でそれぞれ、 $u_* = 57 \text{ cm}$, $z_0 = 2.0 \text{ mm}$ が与えられる。

台風 8410 号時の風ベクトルと波浪に関する種々の統計量を表 1 に示す。1 時間毎に 10 分間のデータを処理したものであり、8 月 21 日 10 時 40 分から 38 時間の特性が見られる。RUN B-4 は 8 月 22 日 10 時 40 分からのデータであって、この時刻に台風の中心は日本海の中央部にあった。表中のうち、 ξ_{\max} と T_{\max} は 10 分間の最大波高と、それに対応する周期である。 σ_{\max} は波高の標準偏差を表し、波高のエネルギーの強さを示す。表から K_u が非常に大きな値をとるときは、突風率 G も大きい。しかし G が大きくても必ずしも K_u は異常な値をとらない。このことは突風にも種々の型があることを示している。

波高はあまり大きくなく、周期 4 sec から 6 sec の典型的な風浪に覆われた海面が風の間であったことが分かる。

4. 風速変動と波浪のスペクトル特性

(1) 風ベクトルのスペクトル

接地境界層における風速変動のパワースペクトルは、平均風速と高度で無次元化した周波数と大気安定度の関数として表現できるとされている。すなわち気流のスペクトル挙動に相似則が成立することを示唆している (Lumley & Panofsky, 1964)。しかし接地層の乱流に大きなスケールの擾乱が重ね合わさった気流に対しては、この相似則が精度よく適用できないのは明らかである。

表 1 台風 8410 号時の風ベクトルと波浪の統計. 1984 年 8 月 21 日 10 時 40 分から 22 日データを, 1 時間毎に 10 分間処理したもの.

Table 1 Statistics of wind vectors and waves for Typhoon 8410. Data are proceeded during hour from 1040JST of 21st to 2350JST of 22nd on August, 1984.

RUN	\bar{U} (cm/s)	σ_u (cm/s)	σ_v (cm/s)	σ_w (cm/s)	S_u	S_w	K_u
A- 1	891	87	63	46	-0.21	0.20	2.73
A- 7	778	93	52	37	0.08	0.29	2.71
A- 13	1,059	146	124	57	0.10	0.06	2.47
A- 19	838	84	82	43	-0.48	-0.94	2.99
A- 25	894	89	79	45	-0.26	0.24	2.99
A- 31	887	91	65	47	-0.22	0.28	2.59
A- 37	1,060	118	78	56	-0.22	0.21	2.81
A- 43	1,023	116	80	58	0.08	0.21	2.99
A- 49	808	148	178	49	0.12	0.07	4.95
A- 55	1,079	157	210	66	6.09	0.02	3.22
A- 61	1,068	125	77	57	0.37	0.28	9.67
A- 67	1,086	116	74	55	0.08	0.23	2.76
A- 73	1,162	134	91	63	-0.04	0.14	2.65
A- 79	1,287	151	101	75	0.02	0.26	2.93
A- 85	1,287	145	101	77	-0.15	0.14	2.69
A- 91	1,202	155	96	67	-0.10	0.05	2.66
A- 97	1,397	169	119	82	-0.08	0.18	2.91
A-103	1,169	122	97	69	-0.13	0.20	2.72
A-109	1,055	208	145	71	-0.09	-0.30	2.78
A-115	1,191	154	97	70	0.04	0.08	2.31
A-121	1,195	122	89	69	-0.14	0.12	2.57
A-127	1,227	152	114	75	0.10	0.10	3.32
A-133	1,066	133	77	57	0.04	0.12	2.76
A-139	1,166	133	86	69	-0.12	0.09	2.61
B- 4	1,078	157	89	56	0.17	0.28	7.85
B- 10	1,047	105	72	56	-0.18	0.14	2.76
B- 16	975	102	70	52	0.00	0.16	2.64
B- 22	1,163	123	79	65	-0.07	0.20	2.82
B- 28	1,097	134	86	64	0.08	0.24	3.06
B- 34	1,057	114	75	59	-0.22	0.66	2.56
B- 40	1,179	137	82	67	0.01	0.13	2.41
B- 46	1,025	108	77	55	0.18	0.08	2.88
B- 52	908	102	83	49	0.12	0.04	2.94
B- 58	1,210	131	97	68	0.09	0.27	2.89
B- 64	1,122	113	92	61	0.08	0.26	2.91
B- 70	1,064	127	100	60	-0.04	0.15	2.72
B- 76	1,046	104	75	56	-0.12	0.04	2.78
B- 82	956	102	75	53	-0.07	0.18	2.54

23 時 50 分までの

10 min. every one

K_w	u_* (cm/s)	C_D $\times 1000$	G	ξ_{\max} (cm)	T_{\max} (s)	σ_t (cm)
3.58	35	1.56	1.31	119	5.0	20
3.68	32	1.71	1.33	113	12.2	21
3.66	47	1.99	2.77	109	5.9	22
3.21	37	1.96	1.28	134	7.9	23
3.43	41	2.11	1.28	151	4.5	21
3.74	38	1.86	1.27	121	8.2	23
3.63	47	2.00	1.39	115	7.7	22
3.83	48	2.20	1.39	179	5.6	25
3.78	33	1.72	1.82	149	5.9	27
3.81	59	3.03	2.30	186	6.2	28
3.74	47	2.01	2.90	189	6.7	30
3.64	44	1.67	1.35	152	4.3	30
3.71	50	1.91	1.32	194	6.5	31
3.52	62	2.34	1.56	144	5.7	31
3.53	60	2.19	1.33	170	5.0	29
3.60	58	2.38	1.37	216	5.7	30
3.46	65	2.20	1.40	178	6.2	31
3.52	55	2.27	1.32	222	6.5	33
5.58	52	2.44	3.03	137	5.2	27
3.56	53	2.03	1.36	177	7.0	34
3.48	54	2.06	2.31	172	6.4	33
2.55	57	2.21	2.71	196	5.4	34
3.88	46	1.86	1.39	153	5.9	30
3.33	58	2.47	1.37	181	6.2	33
3.78	43	1.58	2.79	135	4.4	30
3.47	47	2.01	1.36	180	6.2	30
3.87	40	1.65	1.35	207	6.0	30
3.35	54	2.13	1.35	158	6.4	29
3.55	56	2.61	1.44	165	5.7	28
3.50	48	2.08	1.29	151	6.5	28
3.28	55	2.16	1.33	164	5.1	27
3.70	41	1.60	1.36	156	4.8	26
3.73	40	1.91	1.41	174	5.8	29
3.66	50	1.71	1.43	148	4.4	28
3.60	44	1.57	1.39	190	5.8	29
3.58	46	1.89	1.39	125	6.8	27
3.68	44	1.77	1.33	132	6.2	27
3.45	42	1.93	1.34	143	4.3	24

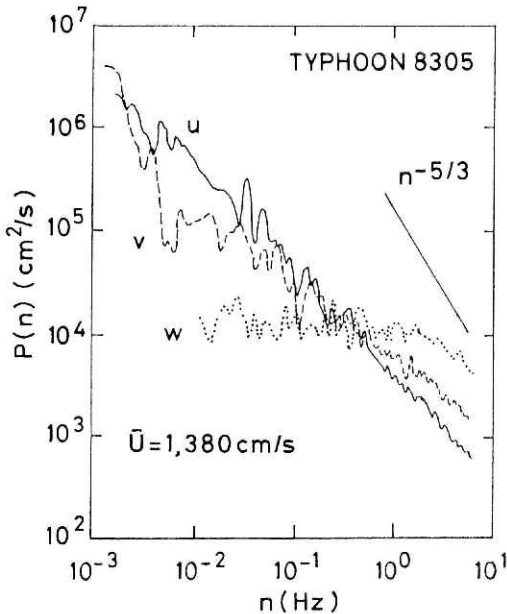


図 9 台風 8305 号時における風ベクトルの周波数パワースペクトル。8 月 17 日 5 時に測定。

Fig. 9 Frequency power spectra of wind vectors measured at 0500JST of August 17, in Typhoon 8305.

強風の場合には大気の安定度は中立状態と考えてよいが、通常相模湾のように黒潮流域に接した海洋上では夏期を除いて不安定状態である。図 9 に台風 8305 号時の風速変動 (u , v , w) の周波数パワースペクトル $P(n)$ を示す。

30 分間の平均風速が 1,380 cm/s である強風時の RUN を解析したものである。大きな波浪に誘起された気流の擾乱が本来の風速変動とともに測定されているため、この事例では特異なスペクトル形を有している。最も波浪の干渉が大きい w 成分のスペクトルは、白色雑音に近い形を示し、高周波数帯での減衰がわずかに乱流の性質を表しているにすぎない。 u , v 成分に関しては高周波数帯を除くと、ほとんど同じスペクトル挙動をもつ。この事実は激しい強風時では、海洋上の気流の乱れは風向に沿った成分が最も強いという特性がなくなり、水平面に一様になってしまうことを示している。高周波数帯では慣性小領域の特徴である $-5/3$ 乗則に従った減衰が示されず、周波数とともにより緩やかに減衰している。この依存性も高波による干渉と考えられる。図 9 の例を含む台風 8305 号時のパワースペクトルは、大きな擾乱が重なる上に波浪の干渉を強く受けるという特殊な例である。

図 10 は台風 8410 号時の u 成分のパワースペクトルを示す。図中の記号 A と B で示される実測値は、台風が日本海通過時の前半と後半の期間に対応して測定されたものであり、ともに 720 分間 (12 時間) の連続データを解析した。また 2 つの測定値が重ってスペクトル挙動が見にくくなるのを防ぐため、縦軸を対数目盛で一桁ずらして表示してある。解析に際して長周期の変動を生のまま残してあり、図 4 で示される風速の推移がスペクトル特性に反映している。解析対象とした時間帯での波浪の状態にはほとんど変化はないが、潮汐の偏差が

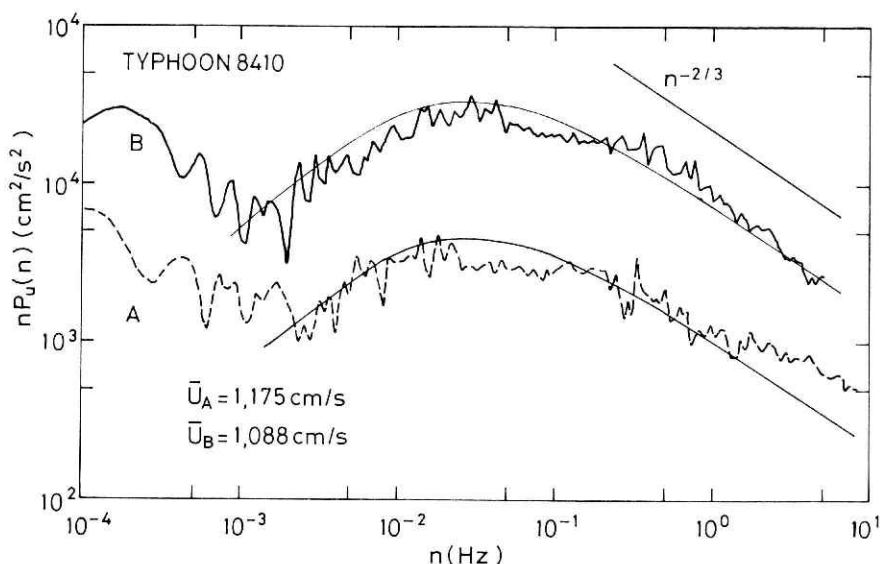


図 10 台風 8410 号時における風速縦方向成分のパワースペクトル。滑らかな実線は Naito (1987) による。

Fig. 10 Power spectra of longitudinal wind component in Typhoon 8410. Smoothed solid curve is from Naito (1978).

約 60 cm あった。風速計の高度が平均海面より約 7 m であるので、60 cm の高度差は大きいけれども解析値に対する影響は不明である。平均風速は前半及び後半とも強く、720 分間において $\bar{U}_A = 1,175 \text{ cm/s}$ 、 $\bar{U}_B = 1,088 \text{ cm/s}$ である。高周波数帯におけるスペクトル形は、B の方に関しては $-5/3$ 乗則に従って（図中では $-2/3$ の勾配に対応して）減衰しているが、A の方はこれよりも遅い。

スペクトルは周波数 $n = 10^{-4} \text{ Hz}$ （周期約 160 分）から $n = 10 \text{ Hz}$ （周期 0.1 秒）にわたる広い範囲で示されていて、A と B の双方とも良く似た形をしている。長周期の挙動はほとんど同じであり、台風は 24 時間のあいだにはあまり大きく変化していないと言える。図より $n = 2 \times 10^{-3}$ 近傍においてスペクトルが極小となることが分る。即ち約 8 分程度の周期でもって風速変動が弱くなることが今回の大気擾乱の特徴である。同図において測定値に付した滑らかな曲線は Naito (1978) で報告した大気中立状態の場合のスペクトルの実験式に準じて与えたものである。低周波数帯を除いて適用した。双方のスペクトル形は似ているので、B の方についてのみ近似曲線を式で表わすと次のようになる。

$$\frac{nP_u(n)}{\sigma_u^2} = \frac{74f}{(1+84f)^{5/3}}, \quad f = \frac{nz}{U}$$

ここで f は無次元周波数、 z は平均海面からの高さを表わす。上式はスペクトルを無次元化するために、測定期間中の平均的な u 成分の標準偏差 $\sigma_u = 109 \text{ cm/s}$ を用いた。 u 成分のスペク

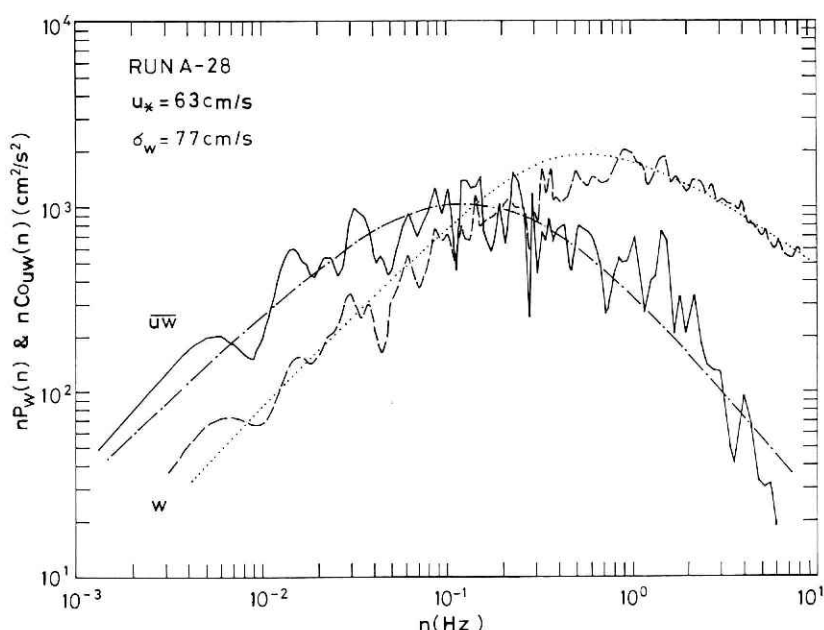


図 11 台風 8410 号時における風速鉛直成分のパワースペクトルと運動量輸送のコスペクトル。8 月 22 日 0 時 20 分に測定。滑らかな曲線は実験式に対応する。

Fig. 11 Power spectrum of vertical wind component, and cospectrum of momentum flux measured at 0020JST of August 22, in Typhoon 8410. Smoothed curves correspond to empirical formulas.

トルに関して多くの実験式が提案されているが、陸上での風速観測に基づいたものが大部分を占める。海上風では、陸上風に比べてスペクトル密度が長周期成分に偏って大きいことが今回の例でも指摘できる。

図 11 に w 成分のパワースペクトル $nP_w(n)$ と乱流による運動量フラックスのコスペクトル $nC_{uw}(n)$ を示す。30 分間の平均風速が $\bar{U}=1,311\text{cm/s}$ の強風時の観測例である。各測定値に付した滑らかな曲線はデータを近似する実験式を与える。 w 成分のパワースペクトルの近似式は Naito (1978) によるもので

$$\frac{nP_w(n)}{\sigma_w^2} = \frac{1.2f}{1+11f^{5/3}}$$

で表現される。周波数 $n=0.5\text{ Hz}$ 近傍において上式と測定値がずれるが、全体として良く近似できている。 w 成分のスペクトル挙動は以前に行った種々の擾乱の下における強風時の場合と全く変わらないと言える。図 10 と図 11 よりスペクトル・ピークに対応する平均渦のスケール λ_u と λ_w を求めることができる。測定高度が $z=685\text{ cm}$ であるから、 u 成分と w 成分に関してそれぞれ

$$\lambda_u = 380\text{m}; \lambda_w = 23\text{m}$$

となる。図9の事例のように激しい擾乱時には、スペクトル・ピークを定めるのは不可能な場合が多く、平均渦は導出できない。

大気の運動量の鉛直輸送を決定する分散値 \overline{uw} は、一般にばらつきが大きい。そしてこのスペクトル $C_{uw}(n)$ もまた周波数 n に対してかなり激しく変化する。図11の例は変化が小さいと言える。 uw コスペクトルは高周波数帯ではかなり速く減衰する。さらに極大となる周波数近傍では平坦であるため、台形に似たスペクトル形をとる。従って適当な近似式を得るのは容易でない。図の曲線は

$$\frac{nC_{uw}(n)}{u_*^2} = \frac{14f}{(1+11f)^{7/3}}$$

で表される。しかし、高周波数帯では実測値は上式よりも急激に減衰する。そして u 成分と w 成分が有意義な相関を持つのは、 $n=6\text{Hz}$ 程度までである。この値は約2mのスケールの渦に相当する。この渦よりも小さなスケールの渦は常時シア・ストレスを生むものではないと言えよう。

(2) 波浪と気流の相関

波浪が気流に干渉を及ぼす気層は海面に近く薄い (Kondo et al., 1972)。従って通常波浪によって誘起された気流の擾乱は、風の乱れの特性を求める場合には無視できる。しかし高

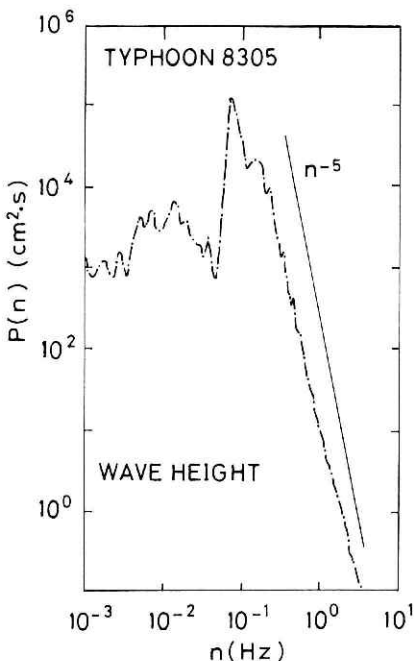


図12 図9に同じ。但し波高に対するもの。

Fig. 12 Same as Fig. 9 except for wave height.

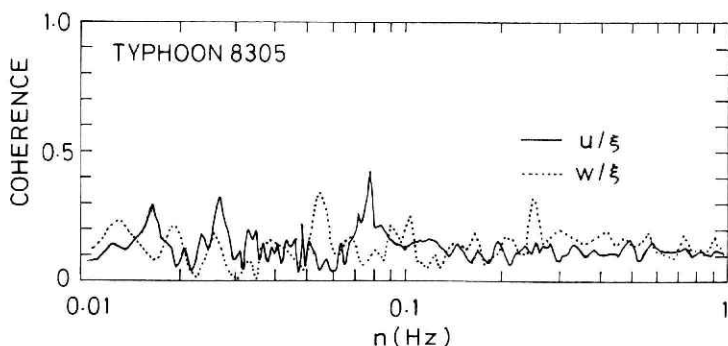


図 13 波高と風速縦成分(実線)及び風速鉛直成分(点線)との周波数コヒーレンス。

Fig. 13 Frequency coherence of wave height with longitudinal wind component (solid line), and with vertical wind component (dotted line).

波が存在する条件下での観測例はほとんどなく、気流の特性に対する波浪の影響は大きいと考えられる。

図 12 に台風 8305 号時の波浪のパワースペクトルを示す。30 分間の最大波高が $\xi_{\max} = 352\text{cm}$ ，対応する周期 $T_{\max} = 11\text{sec}$ である。この期間以前に最大波高 $\xi_{\max} = 455\text{cm}$ を記録しているため、最も荒れた海面ではなく、高波の存在する平均的な海面状態である。図よりスペクトルのピークは最大波高の周期に一致することが分かる。高周波側のスペクトルの減衰はほぼ周波数の -5 乗に従っている。すなわち必ずしも風浪のみに覆われた海面ではないが、平衡領域を示す -5 乗則が適用できる。

波浪と風速変動の干渉の大きさを明らかにするため、波高 ξ と u 成分及び w 成分とのコヒーレンスを求め図 13 に示した。コヒーレンスは周波数別の相関を表すものである。波高測定の実感部は、風速計の真下でなく約 6 m 離れているため正確な相関は求められないが、0.07 Hz から 0.15 Hz にかけて比較的高い相関性が認められる。この周波数帯は図 11 で分かるように、波高のエネルギーが最も強い領域である。

5. 結 び

台風 8305 号と 8410 号時の海上風の特徴を海上観測塔の測定値から調べた。前者は高波を伴う強風であり、後者では風浪は小さく長時間にわたって強風が吹いた。主な結果は次のとおりである。

- (1) 台風時の風向風速は発達した温帯低気圧に伴う風向風速よりも激しい変化をくりかえす。

- (2) 台風時の突風率は通常の海上風において得られる 1.3 近傍の値に混ってしばしば大きな値 (3.0 近傍) を示す。高波の干渉を受ける気流では、突風率はかなり大きい。
- (3) 台風時の乱流強度は水平縦方向成分に関しては通常の強風時より大きい。平均的に $\sigma_u/\bar{U}=0.122$, $\sigma_v/\bar{U}=0.096$, $\sigma_w/\bar{U}=0.053$ の測定値が得られた。
- (4) 台風時の気流のせん断応力による海面の抵抗係数は大きく、風速とともに増加する傾向を持つ。代表的な測定値として $\bar{U}=12\text{m/s}$ のとき、 $C_D=2.28\times 10^{-3}$ が得られた。
- (5) 台風通過時の長時間にわたる風速変動のパワースペクトルが得られた。今回の台風時では、約 8 分程度の周期でスペクトル密度が弱くなる特徴を持つ。
- (6) 台風時の海上風の風速鉛直成分のパワースペクトル及び運動量フラックスのコスペクトルはこれまでに報告した実験式を適用して表現できる。
- (7) 高波のパワースペクトルを求めることができた。スペクトルピークを示す周波数は最大波高の周期に対応する。

台風による大気擾乱が及ぶ海域での強風は、不規則な突風を含んでいて、長時間にわたり吹送する。そのため通常の海上風に比べて気流の特性が多くの点で異なる。台風時の海上風の特性を明らかにする研究は継続されている。沿岸域の構造物の耐風設計や沿岸域の風害等の防止に貢献するため、海上での観測を中心として基礎的資料の蓄積が必要である。

参 考 文 献

- 1) Davies, A. M. and R. A. Flather, 1978: Application of numerical models of the Northwest European Continental Shelf and the North Sea to the computation of the storm surges of November-December 1973. Dtsch. Hydrogr. Z. Eng.-H. A. 14, 1-72.
- 2) Kondo, J., Y. Fujinawa and G. Naito, 1972: Wave-induced wind fluctuation over the sea. J. Fluid Mech., 51, 751-771.
- 3) Lumley, J. L. and H. A. Panofsky, 1964: The structure of atmospheric turbulence. Monographs and texts in physics and astronomy. Interscience, New York.
- 4) Maitani, T., 1979: A comparison of turbulence statistics in the surface layer over plant canopies with those over several other surfaces. Boundary-Layer Meteorol., 17, 213-222.
- 5) Naito, G., 1978: Direct measurements of momentum and sensible heat fluxes at the tower in the open sea. J. Meteorol. Soc. JPN, 56, 25-34.
- 6) Naito, G., 1983: Spatial structure of surface wind over the ocean. J. Wind Eng. Industr. Aerodyn., 13, 67-76.
- 7) 内藤玄一, 1984: 長時間吹送時の海上風の性質, 第 8 回風工学シンポジウム論文集, 1-6.

(1985 年 6 月 17 日 原稿受理)